

SERVICIO METEOROLOGICO NACIONAL
Centro de Análisis y Predicción

NOTAS DE METEOROLOGIA SINOPTICA

22

PROBLEMAS DE
METEOROLOGIA DINAMICA



3 MAR 1969

Madrid, abril de 1.969

INTRODUCCION

La presente Nota tiene por objeto estimular la aplicación de los cálculos numéricos a la Meteorología Sinóptica. Las tres primeras partes son una traducción de las páginas 138 a 208 de la Publicación PROLEM WORKBOOK FOR THE TRAINING OF CLASS III METEOROLOGICAL PERSONNEL by P.S.TANT (1.968) WMO-No 223-TP.118 y los problemas de la parte IV han sido tomados de diversos libros, pero preferentemente del de P.RAETHJEN, EINFÜHRUNG IN DIE PHYSIK DER ATMOSPHERE, Bd II (1.942). Se trata de una traducción rápida y en ocasiones los enunciados y resolución de los problemas se han simplificado. No se da la solución completa de los problemas de las dos últimas partes, por creer que los problemas resueltos enseñan poco y dan una sensación artificiosa de facilidad, para obtener verdadero fruto de los mismos deben plantearse y resolverse en forma completa, los resultados permiten comprobar que los cálculos son correctos o rehacer la solución en caso de discordancia sustancial. Se cree una práctica útil el uso sistemático para los cálculos, de las sencillas tablas de 4 decimales para logaritmos de los números y funciones trigonométricas. F.HUERTA

PROBLEMAS DE METEOROLOGIA
DINAMICA

P A R T E P R I M E R A

RESUMEN DE CONOCIMIENTO BASICOS.

DINAMICA DE LA ATMOSFERA.

Estudiaremos en este capítulo el movimiento del aire y las leyes que lo rigen. La segunda ley de Newton y el principio de la conservación de la masa se aplicarán frecuentemente al estudiar el movimiento del aire

Segunda ley de Newton

La segunda ley de Newton establece que en un sistema de coordenadas inercial o sin aceleración

$$F = m a \quad (1)$$

donde F es la fuerza que actúa sobre un cuerpo de masa m y a es la aceleración resultante en la misma dirección que la fuerza.

Antes de proceder a aplicar la segunda ley de Newton al movimiento del aire, es necesario recordar el significado de la derivada "individual" ó "total" y la derivada "local". Consideremos la presión atmosférica p. Podemos escribir la ecuación siguiente

$$\frac{dp}{dt} = \frac{\partial p}{\partial t} + u \frac{\partial p}{\partial x} + v \frac{\partial p}{\partial y} + w \frac{\partial p}{\partial z} \quad (2)$$

término advectivo

el significado del término $\frac{dp}{dt} = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{\Delta p}{\Delta t}$

es decir, un incremento de la presión (Δp) de una partícula de fluido dividida por el incremento del tiempo (Δt) necesario para que ocurra aquel, calculado el límite cuando el incremento de tiempo tiende a cero. Esta derivada se llama derivada individual porque se deriva siguiendo una partícula individual. También se le suele llamar "derivada total". Las derivadas parciales, $\frac{\partial p}{\partial x}$, $\frac{\partial p}{\partial y}$, etc. Se calculan conservando todas las demás variables constantes. La ecuación (2) establece que el cambio de la presión siguiendo una partícula de fluido (dp/dt) es debida a dos clases de contribuciones. $\partial p / \partial t$ es el cociente incrementado de cambios de p que la partícula experimentaría, si permaneciera en una posición fija. Se llama la "derivada local" o "cociente incremental del cambio local con respecto al tiempo". Los otros tres términos del segundo miembro de la ecuación (2) representan los cocientes incrementales de cambio de p que experimentaría la partícula si p no variara con el tiempo en un punto fijo, pero si la partícula se moviera a través del fluido en el cual la presión varía con x, y, z. Los tres términos en su conjunto dan ("el término advectivo del cambio")

INTRODUCCION

La presente Nota tiene por objeto estimular la aplicación de los cálculos numéricos a la Meteorología Sinóptica. Las tres primeras partes son una traducción de las páginas 138 a 208 de la Publicación PROLEM WORKBOOK FOR THE TRAINING OF CLASS III METEOROLOGICAL PERSONNEL by P.S.TANT (1.968) WMO-No 223-TP.118 y los problemas de la parte IV han sido tomados de diversos libros, pero preferentemente del de P.RAETHJEN, EINFÜHRUNG IN DIE PHYSIK DER ATMOSPHERE, Bd II (1.942). Se trata de una traducción rápida y en ocasiones los enunciados y resolución de los problemas se han simplificado. No se da la solución completa de los problemas de las dos últimas partes, por creer que los problemas resueltos enseñan poco y dan una sensación artificiosa de facilidad, para obtener verdaderos frutos de los mismos deben plantearse y resolverse en forma completa, los resultados permiten comprobar que los cálculos son correctos o rehacer la solución en caso de discordancia sustancial. Se cree una práctica útil el uso sistemático para los cálculos, de las sencillas tablas de 4 decimales para logaritmos de los números y funciones trigonométricas. F.HUERTA

El sistema de coordenadas usado por el Observador ligado a la tierra es también giratorio y por consiguiente acelerado. Como ya se ha dicho, las leyes de Newton son aplicables al movimiento en sistemas de coordenadas no acelerados o inerciales.

Cuando vamos en un tren y vemos a través de la ventana, árboles, edificios y otros objetos fijos sobre la Tierra, parecen moverse en dirección opuesta y con la velocidad del tren. Puesto que nosotros estamos mirando estos objetos fijos desde un sistema de coordenadas en movimiento, nos parece que se están moviendo mientras que a otra persona sobre la plataforma le parece que es el tren el que se mueve y los árboles y los edificios están en reposo.

Medimos siempre los vientos sobre la Tierra y con referencia a un sistema de coordenadas fijos sobre ella. Puesto que la Tierra tiene aceleración en el movimiento de rotación en torno a su eje dicho sistema de coordenadas también la tiene. Puesto que la segunda ley de Newton es aplicable a movimientos en sistemas de coordenadas no acelerados o inerciales, dicha ley no puede aplicarse directamente a estos movimientos. Trataremos de explicar cual es exactamente el efecto de esta aceleración del sistema de coordenadas.

Si un observador en el polo, mirando en una dirección, dispara una bala en el espacio en línea recta, después de un tiempo t , espera que se encuentre en A en la dirección OA (fig. 1). En este tiempo t , la Tierra y, junto con ella, el Observador ha girado un ángulo Ωt . El Observador que está mirando aparentemente en la misma dirección con referencia a los objetos fijos sobre la Tierra, espera que la bala esté en B. Pero él encuentra que realmente la bala está en A. Deduce que durante el tiempo t ~~que se tarda~~, la bala se ha desviado en su movimiento de B a A. Pero para un observador fijo en el espacio exterior, está claro que la bala se ha movido en línea recta y habrá alcanzado el punto A a una distancia $OA = Vt$ donde V es la velocidad de la bala. El observador fijo sobre la tierra supone que una fuerza desviadora ha actuado sobre la bala. Esta fuerza desviadora, ~~que~~ es solamente una fuerza ficticia y ~~que~~ es únicamente debida a la rotación de la Tierra, se denomina "fuerza de Coriolis". Si AB es pequeño en comparación con OA, tenemos:

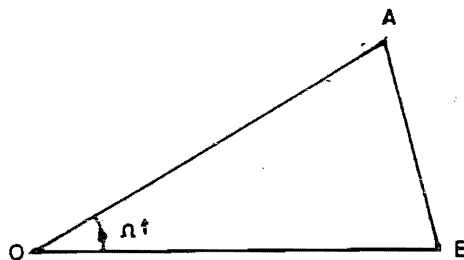


Figura 1

$$AB = OB (\Omega t) = Vt(\Omega t) \text{ también } AB = 1/2(at^2)$$

Donde a es la aceleración desviadora que actúa sobre la bala. Esta aceleración actúa normalmente a la aceleración del movimiento y únicamente cambia su dirección:

$$1/2(at^2) = \Omega Vt^2; \quad a = 2\Omega V$$

En una latitud ϕ , la componente de la rotación terrestre en torno a la vertical del lugar es igual a $\Omega \sin \phi$ (fig.2) y es-

$$a = 2 \Omega V \sin \phi \quad (9)$$

Esta es la aceleración que actúa sobre una partícula de aire que se mueve sobre un plano girando en torno a un eje perpendicular a dicho plano;

A la expresión " $2 \Omega \sin \phi$ " se la denomina parámetro de "Coriolis" y se representa por ' f '. El parámetro de Coriolis aumenta desde el ecuador ($f = 0$) hasta los polos ($f = 2 \Omega$). Las ecuaciones del movimiento horizontal sobre una tierra giratoria se convierten en :

$$\frac{du}{dt} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv \quad (10)$$

$$\frac{dv}{dt} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu \quad (11)$$

Es sabido que la resultante de la gravitación y la fuerza centrífuga originada por la rotación terrestre se denomina "gravedad" y se representa por el símbolo " g ". La mayor parte de las situaciones sinópticas, la tercera ecuación del movimiento se reduce a la relación hidrostática:

$$dp = -g \rho dz$$

Movimiento Inercial

Este es el movimiento horizontal en el cual se desprecian todas las fuerzas excepto la de Coriolis. La hipótesis del movimiento horizontal es razonable a escala sinóptica puesto que las velocidades verticales son mucho más pequeñas (cm/s) que las velocidades horizontales (m/s). Puede demostrarse que dicho movimiento es circular en una circunferencia de radio (c/f) donde c es la velocidad constante del movimiento y f es el parámetro de Coriolis. La ecuación de el 'circulo de inercia' esta dada por:

$$\left[x - (B/f) \right]^2 + \left[y + (A/f) \right]^2 = (c/f)^2 \quad (12)$$

Donde $(B/f, -A/f)$ es el centro de la circunferencia, el periodo del movimiento en el círculo de inercia es $T = \pi / \Omega \sin \phi$.

Ecuación de Continuidad

Partiendo del principio de la conservación de la masa, se pueden deducir las dos formas siguientes de la ecuación de continuidad:

$$(13) \quad \frac{\partial \rho}{\partial t} = - \left[\frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} \right]; \quad \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} = \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (14)$$

Donde ρ es la densidad del aire y u, v, w son las componentes de la velocidad V del aire respectivamente en las direcciones x, y, z . La ecuación (14) expresa que el cambio individual de la densidad es proporcional a la divergencia de la velocidad.

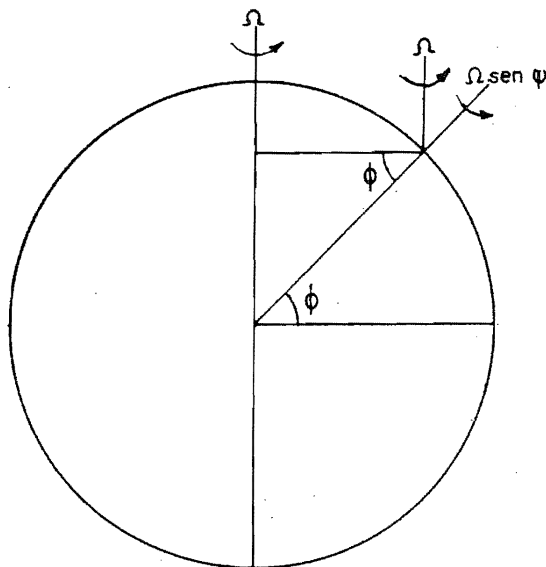


Figura 2

RELACIONES ENTRE EL VIENTO Y LA PRESION

Movimiento geostrofico

Quando consideramos "movimiento geostrofico", despreciamos la curvatura horizontal del movimiento y la " fuerza centrífuga" - debida a la curvatura de la trayectoria del aire. Esta hipótesis será aplicable solamente en el caso del movimiento a lo largo de un " circulo máximo". Si el plano en el cual tiene lugar el movimiento pasa por el centro de la esfera terrestre se dice -- que el movimiento tiene lugar según un " circulo máximo". Para tal movimiento, la curvatura horizontal y la aceleración centrípeta horizontal son cero. En tal caso, la fuerza perpendicular de la presión se equilibra con la aceleración horizontal del Coriolis, cuando se desprecia la fuerza del rozamiento, es te el "movimiento geostrofico"

Las ecuaciones (10 y 11) establecen que si una partícula de aire en reposo bajo la acción de la fuerza de gradiente de presión deberá acelerarse desde la alta hasta la baja presión. Tan pronto como empieza a moverse, la fuerza de Coriolis ($2\Omega V \sin\theta$) desvía la partícula hacia la derecha en el hemisferio Norte. A medida que la partícula aumenta en velocidad, la fuerza de Coriolis va aumentando hasta que finalmente la partícula empieza a moverse paralela a las isobaras equilibrándose entre sí la fuerza del gradiente de presión y la fuerza de Coriolis.

El movimiento del aire en estas condiciones de equilibrio se denomina movimiento geostrofico y al viento resultante "viento geostrofico" (fig 3).

Las ecuaciones del viento geostrofico son:

$$u_g = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (15); \quad v_g = -\frac{1}{f} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (16)$$

y combinando estas dos ecuaciones resulta:

$$v_g = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial n} = -\frac{1}{\rho f} \frac{\Delta p}{\Delta n} \quad (17)$$

donde 'n' es la dirección normal a las isobaras y por consiguiente la dirección del movimiento geostrofico y considerada positiva hacia la izquierda de la dirección del movimiento. Así el viento geostrofico sopla paralelamente a las isobaras con la baja presión a la izquierda cuando el viento nos da en la espalda en el hemisferio norte. En las latitudes medias y altas se ha observado que el viento es aproximadamente geostrofico excepto en las areas de desarrollo. En las latitudes bajas donde 'f' y el gradiente de presión son los dos pequeños, el movimiento del aire es en general menos probable que sea geostrofico. Sin embargo, es una aproximación útil que puede utilizarse sobre gran parte de la superficie terrestre para deducir los vientos a partir de la distribución de la presión. También puede hacerse notar -- que la relación del viento geostrofico sólo será valida para isobaras rectilíneas y paralelas. Cuando las isobaras son circulos máximos en la forma definida anteriormente, son rectas sobre el plano horizontal local.

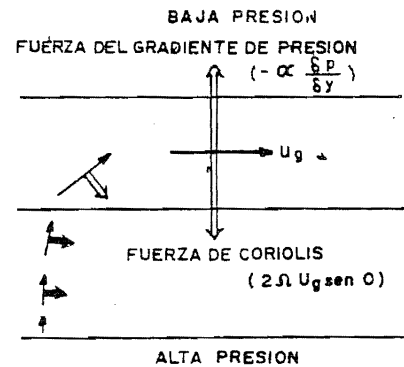


Fig. 3

Consideremos el movimiento geostrófico en una latitud determinada ($f = \text{constante}$). Puesto que las partículas de aire no están aceleradas ($du/dt = dv/dt = 0$) y puesto que el gradiente de presión debe estar siempre en equilibrio con la fuerza horizontal de Coriolis, el gradiente de presión deberá ser el mismo -- a lo largo de la latitud (puesto que $f = \text{constante}$ y si ρ se supone también constante). Por ello, el viento es exactamente geostrófico las isobaras deberán ser rectas paralelas fijas en la misma posición siempre. También puede demostrarse que no habrá acumulación horizontal (convergencia) o vaciado (divergencia) del aire y por tanto tampoco movimientos verticales o fenómenos meteorológicos. Así aunque la aproximación geostrófica es válida en general para niveles por encima de la capa de rozamiento, son las pequeñas desviaciones del equilibrio geostrófico asociadas con los sistemas sinópticos las que causan los movimientos verticales y los fenómenos meteorológicos.

Las relaciones anteriores del viento geostrófico nos permiten determinar el viento a partir del gradiente de presión sobre una superficie de nivel constante. Así, a partir del mapa al nivel del mar puede determinarse el viento geostrófico con las ecuaciones (15), (16) y (17). Pero en los mapas en altura que se dibujan para las superficies isobáricas tipo (850 mb, 700 mb, 500 mb etc), en las cuales se transcribe la altura de las superficies isobáricas, puede demostrarse que:

$$\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial p}{\partial x} \right)_z = g \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)_p \quad (18)$$

Donde los límites z_p indican que los gradientes se obtienen en el nivel constante 'z' y sobre una superficie isobárica 'p' respectivamente. Las relaciones del viento geostrófico para una superficie isobárica pueden escribirse

$$u_g = - \frac{g}{f} \left(\frac{\partial z}{\partial y} \right)_p \quad (19); \quad v_g = - \frac{g}{f} \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)_p \quad (20)$$

$$u_g = - \frac{g}{f} \left(\frac{\partial z}{\partial n} \right)_p \quad (21); \quad v_g = - \frac{1}{f} \left(\frac{\partial \psi}{\partial n} \right)_p \quad (22)$$

Donde ψ es el geopotencial. Debe advertirse que la densidad ρ , que aparece en las relaciones del viento geostrófico para las superficies a nivel constante, no aparece en estas ecuaciones. Es una gran ventaja cuando tratamos de construir una escala para medir vientos geostróficos. La misma escala puede usarse en los diferentes niveles de presión,

La escala de viento geostrófico

Con ayuda de las ecuaciones (17) y (22) puede construirse una escala para determinar directamente el viento geostrófico en cualquier punto de un mapa analizado, sea a nivel constante o a presión constante. En un mapa a nivel constante las isobaras se dibujan ordinariamente a intervalos fijos (p.ej. $\Delta p = 5 \text{ mb}$ o 4 mb). El gradiente de presión en punto de estos mapas dependerá de la distancia normal (Δn) entre dos isobaras consecutivas. La ecuación para el viento geostrófico sobre un mapa a nivel constante puede escribirse:

$$v_g = - \frac{1}{\rho f} \left(\frac{\Delta p}{\Delta n} \right)$$

Para cada nivel, puede suponerse un valor representativo de ρ y puede aplicarse las correcciones correspondientes cuando halla grandes desviaciones. Así 'p' puede considerarse constante.

Para latitudes diferentes (ó valores diferentes de f) podemos construir distintas curvas uniendo V_{gr} y Δn . Estas curvas serán hipérbolas con $V_{gr} = \infty$ para $\Delta n = 0$ y $V_{gr} = 0$ para $\Delta n = \infty$. Debe advertirse que para niveles diferentes habrá que dibujar diferentes conjuntos de curvas, porque ρ será diferente en los diferentes niveles de la atmósfera. La distancia Δn entre dos isobaras es igual a la distancia $\Delta n'$ entre dos isobaras medida sobre el mapa multiplicada por el factor de escala 'm' del mapa correspondiente. También puede prepararse la escala para desplazamientos en un periodo determinado de tiempo ($\Delta s = V \Delta t$)

También puede construirse en forma análoga una escala para las topografías isobáricas. Como ya se ha explicado una sola escala preparada para una latitud particular puede usarse en los diferentes niveles de presión para la misma latitud. Puesto que las isohetas se dibujan a intervalos fijos de (80, 60, 40 y 20 mgp) ' $\Delta \psi$ ' y ' f ' permanecerá constante para cada curva que una V_{gr} y Δn . Lo dicho anteriormente con referencia a la obtención de Δn es válido también aquí. Ordinariamente -- las curvas dibujadas para latitudes a intervalos de 10° servirán, interpolando los valores en las latitudes intermedias.

Viento del gradiente

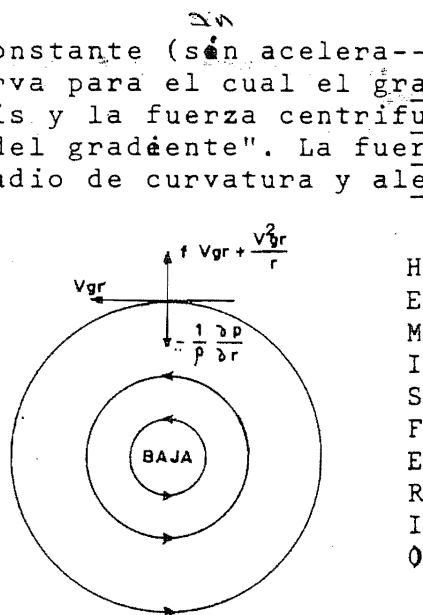
El flujo del viento con velocidad constante (sin aceleración tangencial) en una trayectoria curva para el cual el gradiente de presión, la fuerza de Coriolis y la fuerza centrífuga se equilibran, se denomina "viento del gradiente". La fuerza centrífuga actúa siempre según el radio de curvatura y alejándose del centro. Considerando el caso ciclónico con la baja presión en el centro y isobaras concéntricas, las fuerzas se equilibran como se indican en la figura 4.

La ecuación del viento del gradiente para el flujo ciclónico puede escribirse:

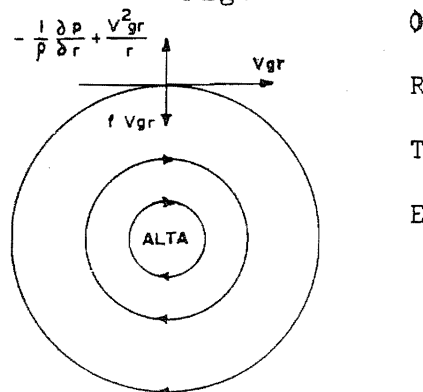
$$fV_{gr} + \frac{V_{gr}^2}{r} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} \quad (23)$$

Así la fuerza de Coriolis y la fuerza centrífuga equilibran el gradiente de presión. Mientras que en el caso del viento geostrófico para el mismo gradiente de presión es la fuerza de Coriolis la que equilibra el gradiente de presión. Así V_{gr} correspondiente a este gradiente de presión será mayor que V_{gs} en el caso ciclónico.

En el caso anticiclónico, la fuerza de Coriolis equilibra a la suma del gradiente de presión la fuerza centrífuga. Así en este caso V_{gr} será mayor que V_{gs} para el mismo gradiente de presión. La ecuación puede escribirse:



Viento del gradiente entorno a una "BAJA" Fig.4



Viento del gradiente entorno a una "ALTA" Fig.5

$$fv_{gr} - \frac{v_{gr}^2}{r} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} \quad (24)$$

La orientación de las diferentes fuerzas con respecto al flujo anticiclónico se muestra en la figura 5.

Las ecuaciones del viento del gradiente son cuadráticas en V_{gr} y sus soluciones generales son:

$$V_{gr} = -\frac{fr}{2} \pm \sqrt{\frac{f^2 r^2}{4} + \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}} \quad \text{(cicl.)}; \quad V_{gr} = \frac{fr}{2} \pm \sqrt{\frac{f^2 r^2}{4} - \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}} \quad \text{(anticicl.)} \quad (26)$$

Unicamente nos interesa las soluciones que cumplen la condición $V_{gr} = 0$ cuando $\partial p / \partial r = 0$. Estas soluciones son:

$$V_{gr} = -\frac{fr}{2} \pm \sqrt{\frac{f^2 r^2}{4} + \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}} \quad \text{(cicl.)}; \quad V_{gr} = \frac{fr}{2} - \sqrt{\frac{f^2 r^2}{4} - \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}} \quad \text{(antic.)} \quad (27)$$

En el caso ciclónico (ecuación 27) ambos terminos bajo el radical son positivos y, por ello, no hay límite superior para la velocidad del viento del gradiente en torno a un ciclón. Cuando 'f' se hace muy pequeña o se anula (en las latitudes muy bajas)

$$\frac{v_{gr}^2}{r} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} \quad (29)$$

Aquí la fuerza centrífuga equilibra al gradiente de presión y el viento resultante se denomina "viento ciclostrófico" puede advertirse que dicho flujo deberá tener lugar siempre en torno a 'un centro de baja presión', pero la rotación podrá ser ciclónica o anticiclónica puesto que en ambos casos la fuerza centrífuga actúa hacia afuera del centro y puede equilibrar el gradiente de presión. El flujo ciclostrófico puede existir en ciertas partes de la circulación en huracanes, trombas de agua y tornados.

En el caso anticiclónico hay un máximo para el valor de V_{gr} ($V_{gr} = 1/2 fr$) que se alcanza cuando $f^2 r^2 / 4 = \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}$; ó $\frac{\partial p}{\partial r} = \rho f^2 r / 4$. Si $\frac{\partial p}{\partial r} = 0$; $V_{gr} = 0$. Si $0 < \frac{\partial p}{\partial r} < \rho f^2 r / 4$ entonces $0 < V_{gr} < fr/2$. Si $\frac{\partial p}{\partial r} = \rho f^2 r / 4$; $V_{gr} = fr/2$. Si $\frac{\partial p}{\partial r} > \rho f^2 r / 4$ entonces V_{gr} se hace imaginario puesto que la cantidad subradical es negativa. Si $f < \sqrt{4 / \rho \cdot \frac{\partial p}{\partial r}}$ entonces también V_{gr} se hace imaginario. Por tanto en las proximidades del ecuador las condiciones no son favorables para la existencia de anticiclón. Una consecuencia de la condición $\frac{\partial p}{\partial r} \leq \rho f^2 r / 4$ es que un anticiclón cuando 'r' disminuye también disminuye $\frac{\partial p}{\partial r}$ con objeto de satisfacer esta condición. Así en el centro de los anticiclones se observan gradientes de presión y vientos muy débiles. En un ciclón no hay dicha restricción y los gradientes de presión y los vientos son realmente muy grandes en las proximidades del centro en las depresiones y huracanes. En ambos casos ciclónicos y anticiclónicos, el viento del gradiente se convierte en viento geostrófico cuando r tiende hacia infinito y el flujo se hace rectilíneo.

El viento térmico

El viento geostrófico en una latitud cualquiera es función del gradiente de presión. La variación de la presión con la altura depende de la variación de la temperatura con la altura. Así la diferencia de los gradientes de presión y por consiguiente de los vientos geostróficos en dos niveles diferentes dependerá del gradiente de temperatura en la capa intermedia. Consideremos el caso en que en el nivel 'z₁' tengamos en A una presión más alta que en B (figura 6).

Con ello habrá un viento geostrofico del Norte. Si sobre A el aire es cálido y sobre B el aire es frío, la presión disminuirá menos rápidamente con la altura en el aire cálido menos denso, mientras que sobre B en el aire frío la presión disminuirá mucho más rápidamente. Por consiguiente a una altura z_2 en la atmósfera, el gradiente de presión tendrá la misma dirección pero será mayor. Así el viento geostrofico conservará su dirección pero aumentará con la altura. Así al disminuir la temperatura en la capa intermedia de A a B, el viento geostrofico aumenta con la altura. Con un gradiente de temperatura opuesto en la capa intermedia el viento geostrofico disminuirá con la altura. Es esta la base física de las siguientes ecuaciones del viento térmico:

$$\frac{\partial v}{\partial z} = \frac{g}{fT} \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{v}{T} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (30); \quad \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{g}{fT} \frac{\partial T}{\partial y} + \frac{u}{T} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (31)$$

Puede demostrarse que en general la contribución de los términos $\frac{v}{T} \frac{\partial T}{\partial z}$, $\frac{u}{T} \frac{\partial T}{\partial z}$ a la cizalladura geostrofica pueden despreciarse cuando se compara con los otros términos. Por ellos:

$$\frac{\partial v}{\partial z} \approx \frac{g}{fT} \frac{\partial T}{\partial x} \quad (32); \quad \frac{\partial u}{\partial z} \approx -\frac{g}{fT} \frac{\partial T}{\partial y} \quad (33)$$

la cizalladura vertical del viento geostrofico es un vector paralelo a las isotermas sobre una superficie de nivel constante con las bajas temperaturas de la izquierda del hemisferio Norte. El aumento de los oestes en las latitudes medias con la altura es debido a la disminución de la temperatura hacia el polo en la troposfera de esta latitud.

Las ecuaciones del viento termico para superficies isobaricas son:

$$\frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{g}{fT} \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)_p \quad (34); \quad \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{g}{fT} \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)_p \quad (35)$$

Estas ecuaciones exactas para superficies isobáricas son análogas a las ecuaciones aproximadas dadas anteriormente para las superficies con nivel constante. Las ecuaciones para las superficies isobáricas son independientes de la distribución vertical de la temperatura y sólo dependen del gradiente horizontal de temperaturas. Si la atmósfera fuera barotrópica ($p = p(p)$) entonces las superficies isobáricas serían también superficies isopícnicas e isotermas. Por consiguiente el gradiente horizontal de temperatura sobre superficies isobáricas será cero en una atmósfera barotrópica y el viento térmico también será cero. La presencia de isotermas sobre una superficie isobárica indica atmósfera baroclínica y origina vientos térmicos. La cizalladura del viento geostrofico es una consecuencia del gradiente horizontal de temperatura y por ello se la denomina "viento térmico". Puede advertirse que si se conoce la cizalladura del viento geostrofico, entre dos niveles de una estación, podemos calcular el gradiente horizontal de temperatura y viceversa.

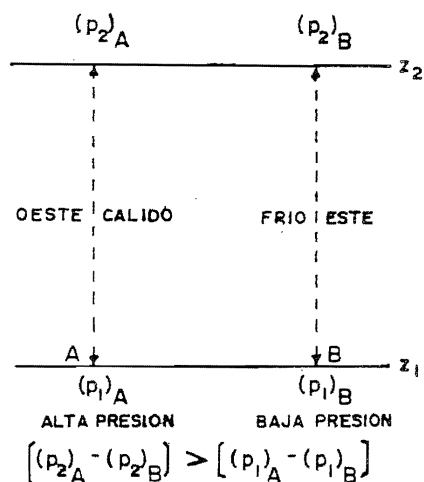


Fig. 6

Es esta la base física de las siguientes ecuaciones del viento térmico:

iso p... a densidad etc

$$-\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$$

Esta ecuación establece que el cambio relativo de la densidad con respecto al tiempo de una partícula de aire es proporcional a la divergencia tridimensional de la velocidad. Un fluido en el cual una partícula individual no experimenta cambio de densidad en el transcurso del tiempo se llama "incompresible" el aire es realmente compresible pero puede considerarse incompresible cuando la contribución debida a la compresibilidad es pequeña comparada a la de otros términos.

Suponiendo: $\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} = 0; \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0; \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = \text{div}_H \vec{V} = -\frac{\partial w}{\partial z}$ (36)

Esta ecuación significa que cualquier divergencia horizontal es compensada por una convergencia vertical. Si esto fuera completamente válido, no habría acumulación o enrarecimiento de masas y por consiguiente tampoco cambios de presión. Evidentemente este no es verdad. Por consiguiente la hipótesis de que el aire es incompresible es también aproximadamente cierta y muy útil en la resolución de muchos problemas meteorológicos. Por ello podemos considerar que la divergencia total en una capa es debida a una pequeña diferencia entre la divergencia horizontal y la convergencia vertical.

Sin embargo, una mejor aproximación sería: $\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} \approx \frac{w}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}$ (37)

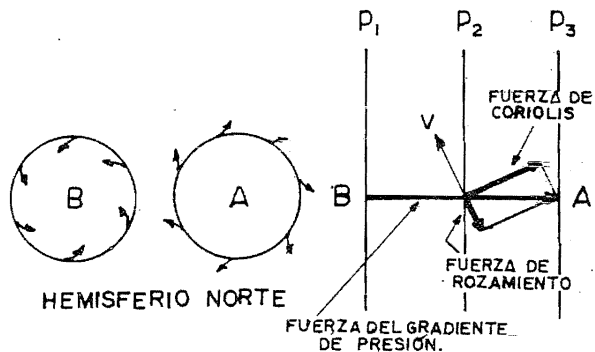
En lugar de que fuera cero como se ha supuesto anteriormente.

Una divergencia horizontal del orden de 10^{-4} s^{-1} o más puede estar asociada con fenómenos meteorológicos particularmente intensos como tornados o tormentas tropicales. Los ciclones en desarrollo y las vaguadas en la troposfera superior de las latitudes medias están asociados con divergencias de $2 \text{ a } 4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

Puede demostrarse que si el flujo es exactamente horizontal y geostrófico la diferencia es nula. Así, no son posibles cambios en la presión en flujo estrictamente geostrófico y la configuración de las isobaras o isohipsas permanecerá siempre invariable.

La divergencia horizontal puede calcularse dibujando la componente del viento (u,v) en mapas separados, analizando estos campos y calculando $\frac{\partial u}{\partial x}$ y $\frac{\partial v}{\partial y}$ separadamente. Puede verse que la contribución de estos dos términos en la divergencia es aproximadamente igual y opuestas y la divergencia total es una pequeña diferencia de estas dos cantidades aproximadamente iguales. Por consiguiente es muy difícil calcular $(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y})$

En los primeros 3.000 pies (900 m) de la atmósfera a partir de la superficie, el rozamiento que reduce mecánicamente la velocidad a un valor más pequeño del requerido para el equilibrio



V Forma un ángulo atravesando las isobaras hacia las bajas presiones.

Fig.7

(geostrófico o del gradiente) introduce una convergencia en la "baja" y una divergencia hacia fuera de las "altas" (fig.7).

Los otros factores que introducen convergencia o divergencia son: (i) variaciones del parámetro de Coriolis con la latitud y (ii) variaciones en la curvatura de la trayectoria del aire. En un sistema de baja presión que sea suficientemente alto (y este localizado en el hemisferio Norte) el valor de 'f' para el flujo en la porción más norte es mucho mayor que el de el flujo en la porción más Sur. Siendo el gradiente de presión en la curvatura los mismos en ambas porciones, la velocidad requerida para el equilibrio será menor en el Norte que en el Sur. Esto origina convergencia en la mitad derecha del sistema y divergencia en la otra mitad. En el caso de una alta en el hemisferio Norte se producirá un efecto del tipo opuesto (fig.8)

En el caso de ondas sinusoidales dimétricas, intervenían juntamente los efectos de curvatura y del parámetro de Coriolis. El efecto de curvatura origina divergencias delante de una vaguada y el efecto de latitud origina convergencias también delante de una vaguada. En las vaguadas de las ondas largas de pequeña amplitud que se presenta en los mapas de la troposfera superior, predomina el efecto de curvatura y por consiguiente se observa divergencia delante de la vaguada.

Cuando la amplitud es grande la vaguada se extiende muchos grados de latitud, entonces predomina el efecto de latitud y hay convergencia delante de dichas vaguadas. En algunos casos los dos efectos deben ser iguales y opuestos y se compensan entre sí.

Movimiento vertical

El movimiento vertical en la atmósfera es responsable de fenómenos meteorológicos como tormentas, lluvia, etc. y el meteorólogo trata de predecir el campo de movimiento vertical. La escala sinéptica del movimiento vertical responsable de nubosidad y lluvia en amplias zonas es solamente del orden de cm/s donde las velocidades horizontales son del orden de m/s. En el caso de las tormentas o áreas de turbulencia fuertes, la magnitud del movimiento vertical sobre áreas limitas es comparable con el del movimiento horizontal. Puesto que su magnitud es en general muy pequeña es muy difícil medir o deducir la velocidad vertical de otros parámetros.

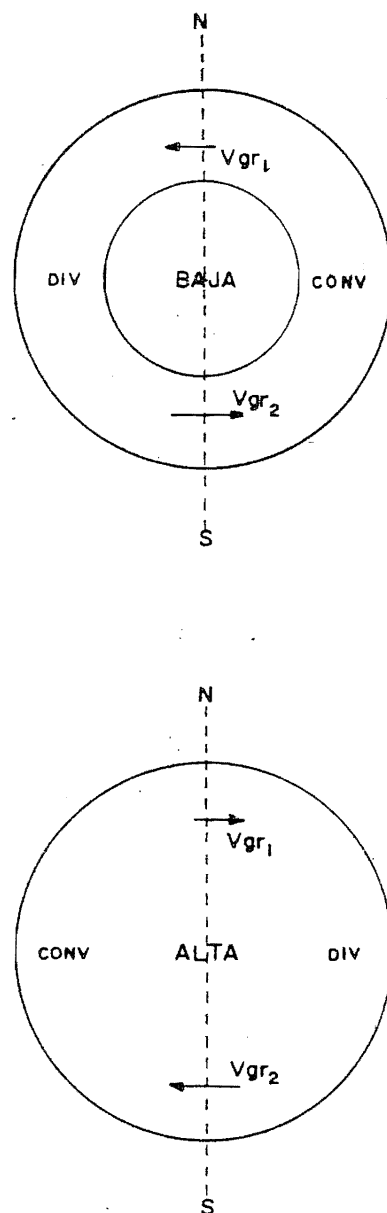


Fig 8

Hay un método de calcular la velocidad vertical a partir de la ecuación de continuidad. Si se supone que el aire es incompresible entonces la ecuación de continuidad se convierte en :

$$\frac{\partial w}{\partial z} = - \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = \text{div}_H \vec{V}$$

Integrando desde $z=0$ hasta z y puesto que en la superficie de la Tierra es $\rho w=0$

$$w = - \int_0^z \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz = - \int_0^z \text{div}_H \vec{V} dz \quad (38)$$

También se puede usar la fórmula: $\rho w = - \int_0^z \text{div}_H \vec{V} dz$ ~~que~~ que es una mejor aproximación pero que tiene las mismas dificultades de cálculo - que en el caso anterior. El tipo de movimiento vertical que se origina por la variación de la divergencia con la altura se muestra en la fig. 9.

Este método requeriría la determinación de la divergencia en diferentes niveles de la atmósfera y su integración posterior. Para poder determinar exactamente la divergencia deberán medirse los vientos exactamente. Para un error de 1 m/s en el viento observado en una estación a 100 Km de otra se puede tener un error grande o igualmente una inversión del signo de la divergencia.

Suponiendo que los movimientos del aire son ^{adiabáticos} pueden determinarse las velocidades verticales. Hay también otros métodos más complicados de determinar las velocidades verticales que están fuera del objeto de esta Nota.

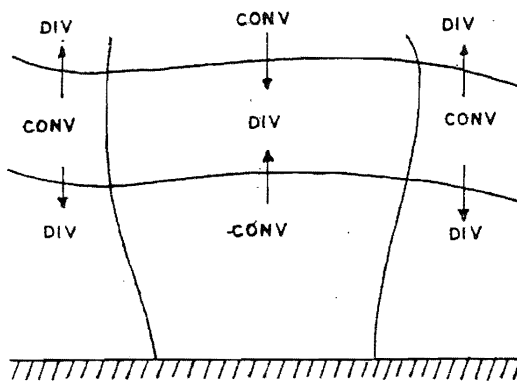


Fig. 9

Mecanismo del cambio de la presión

La presión atmosférica varía continuamente y por consiguiente el equilibrio de los vientos geostroficóicos y del gradiente -- discutidos anteriormente no es estrictamente válido. Hay pequeñas desviaciones de dicho equilibrio que originan variaciones de la presión. A partir de la ecuación hidrostática, la presión 'p' en un nivel 'z' puede escribirse:

$$p = \int_z^{\infty} g \rho dz ; \quad \frac{\partial p}{\partial t} = \int_z^{\infty} g \frac{\partial \rho}{\partial t} dz = - \int_z^{\infty} g \left[\frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} \right] dz - \int_z^{\infty} g \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} dz =$$

$$= - \int_z^{\infty} g \left[\frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} \right] dz + (g \rho w)_z \quad (40)$$

puesto que $(g \rho w)_z = 0$.

Esta ecuación se denomina ecuación de la tendencia y establece que la tendencia de la presión en un nivel 'z' es debida a la entrada o salida de masa en la columna de aire situada sobre

'z' y devida al transporte de masa verticalmente a través de la base de la columna. Si consideramos el cambio de la presión en la superficie de la Tierra, la contribución de flujo en la base sera cero y el cambio de la presión puede solo tener lugar a causa de la divergencia de masa en la columna de aire situada encima.

El cálculo de la divergencia horizontal de masa en la atmósfera muestra que es muy grande y puede provocar tendencias de la presión de orden superior a las observadas. Por ello -- puede deducirse que divergencia horizontal de masa de casi -- igual magnitud pero de signos opuestos ocurre en capas adyacentes de la atmósfera y la tenden/de las presiones en superficie representa una diferencia pequeña entre dos o más magnitudes igualmente grandes. Las dificultades en la determinación de la divergencia de la velocidad directamente se aplican aquí también. Esta es una dificultad general que se encuentra en muchos aspectos en los estudios meteorológicos cuantitativos.

La ecuación de la tendencia puede desarrollarse en la forma siguiente:

$$\frac{\partial p}{\partial t} = - \int_2^{\infty} g \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \rho dz - \int_2^{\infty} g \left(u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} \right) dz + (g\rho w)_z \quad (41)$$

La primera integral del segundo miembro contiene la divergencia horizontal de la gravedad que es difícil de calcular exactamente y que también se compensa verticalmente. El segundo término contiene la advención horizontal de masa. Pero este término es pequeño y menos importante en comparación con el primero. El tercer término es también difícil de medir. Así, en la práctica es imposible aplicar directamente la ecuación de la tendencia para calcular los cambios de la tensión.

Trataremos ahora de explicar cualitativamente como la divergencia de masa estará distribuida en un sistema sinóptico de presión sencillo y como será afectada por el movimiento del sistema. Consideremos primeramente el flujo del gradiente a lo largo de isobaras sinuosoidales paralelas e igualmente espaciadas. La velocidad del viento del gradiente a lo largo de las isobaras varía a causa de: (i) variación de la curvatura y (ii) variación de la latitud y portanto de 'f'. Cuando se estudió el viento del gradiente anteriormente hemos visto que dada el espaciado de las isobaras y la latitud, el viento del gradiente en torno a una "alta" es mayor que el viento del gradiente entorno a una "baja". Como se muestra en la figura 10, el efecto de cur

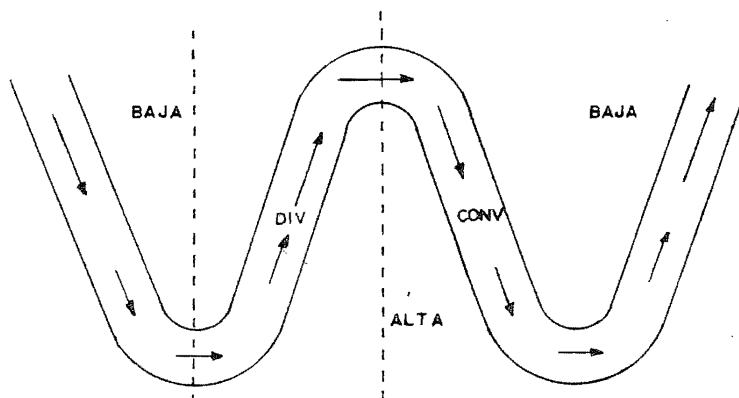


Figura 10

vatura provocará divergencia delante de una vaguada y convergencia delante de una dorsal. Si este modelo de distribución de la presión existiera en una porción suficientemente espesa de la atmósfera, entonces la presión debería disminuir delante de una vaguada y aumentar detrás. A partir de consideraciones cinemáticas se puede deducir que una línea de vaguada --- se debe mover en la dirección del gradiente isalobárico --- $(-\partial^2 p / \partial n \partial t)$ que en este caso particular estará de Oeste a Este.

Si se considera la variación de latitud, se ve que para el mismo gradiente de presión, se necesita vientos más fuertes para el equilibrio en las latitudes bajas que en las altas. Considerando de nuevo un conjunto de isobaras sinusoidales paralelas e igualmente espaciadas en los "oestes", se ve que habrá 'convergencia' delante de una vaguada y 'divergencia' detrás de una vaguada debido a este efecto de latitud, como se muestra en la figura 11

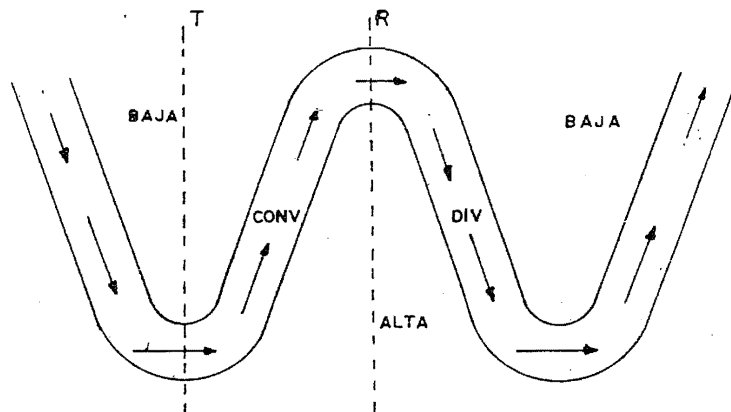


figura 11

Si este modelo de distribución de la presión persistiera en una porción de espesor suficiente de la atmósfera, la presión debería subir delante de una vaguada y bajar detrás. Por tanto, una línea de vaguada deberá moverse hacia el Oeste que es la dirección del gradiente isalobárico.

Debe advertirse que el efecto de curvatura y el efecto de latitud actúan en direcciones opuestas. Para una amplitud dada, las ondas deberán moverse hacia el Oeste bajo el efecto de latitud, si la velocidad del viento es pequeña y la longitud de onda larga. Mientras que para las velocidades de viento grande y longitudes de onda cortas el término de curvatura predomina y las ondas con la misma amplitud fija se moverán hacia el Este.

En el caso de isobaras concéntricas e igualmente espaciadas, la curvatura es la misma en todos los puntos pero el efecto de latitud originará convergencias en la mitad derecha de un sistema de baja presión en el hemisferio Norte y divergencia en la misma porción de un sistema de alta presión. A causa de este efecto, una baja en el hemisferio Norte deberá moverse hacia el Oeste.

METEOROLOGIA SINOPTICA

La meteorología sinóptica tiene por objeto del estudio de los fenómenos atmosféricos en el espacio y en el tiempo y se -- basa en el análisis de los mapas sinóptico meteorológicos. Todos los aspectos teóricos estudiados hasta ahora así como la climatología son necesario y se utilizan en meteorología sinóptica. -- excluyendo los aspectos práctico de transmisión de datos y análisis de mapas meteorológicos, hay solo pocos aspectos teóricos -- de la meteorología sinóptica que pueden ser objeto de esta Nota. Para una descripción detallada de los sistemas sinópticos, masas -- de aire frentes, deben consultarse los libros específicos. A -- continuación se da un breve resumen de los aspectos teóricos de las masas de aire frentes y de ciertas características de la meteorología tropical,

Masas de aire

Una masa de aire que es prácticamente homogénea horizontalmente y tiene una distribución característica de la temperatura y la humedad en la vertical se denomina "masa de aire". Se extiende horizontalmente varios de miles de kilómetros cuadrados y verticalmente varios kilómetros. También se distingue por sus fenómenos meteorológicos típicos. Estas grandes masas de aire -- puede adquirir dichas propiedades uniformes en el supuesto de -- que se estancan por un largo periodo sobre regiones del globo con propiedades uniformes, a saber el mismo clima de radiación y una superficie que tenga en casi todos sus puntos las mismas propiedades ópticas y térmicas. Tales regiones son las franjas subtropicales de alta presión, los anticiclones polares asociadas con los campos de hielo y nieve y las 'altas' continentales de invierno. Cuando estas masa de aire se alejan de las regiones de origen algunas de sus características se modifican, Una de las diferencias básicas de las diferentes masa de aire es su temperatura. Por consiguiente una clasificación lógica de las masas de aire será la dependiente de la latitud. Las masas de -- aire se denominan "ecuatoriales, tropicales, polares, árticas". Estas a su vez se subdividen según que la región de origen sea continental u oceánica. Lo cual determinara el contenido en humedad de la masa de aire, siendo esta una segunda característica importante. Así cuando hablamos de aire ecuatorial marítimo, aire tropical continental, etc... Cuando estas masas de aire se alejan de su región de origen sus principales características -- se modifican lentamente. Así, si estas masas de aire deben se -- identificadas lejos de su región de origen, hay que tener en cuenta algunas "propiedades conservativas" de estas masas de -- aire. Entre los diversos parámetros meteorológicos que son funciones de la temperatura o de la humedad o de ambas de la masa -- de aire, la temperatura potencial del termómetro húmedo y la -- temperatura potencial equivalente son conservativas para los -- proceso de evaporación y condensación y para los movimiento adiabáticos. Sin embargo, no son conservativas para el calentamiento e enfriamiento por radiación ni la mezcla por turbulencia. Para identificar las masa de aire y seguir sin movimiento se pueden usar curvas que muestren la distribución con la altura y la presión de θ_w ó θ_e .

Diagrama de Rossby

El diagrama de Rossby tiene como coordenadas la temperatura-potencial parcial (temperatura adquirida por el aire seco cuando se lleva desde su presión parcial (p-e) según la adiabática-seca hasta 1000mb) en escala logarítmica y como abscisas la razón de mezcla. θ_e es una función de θ y w (razón de mezcla). -- Así las isopletas θ_e se dibujan sobre el diagrama. Este diagrama es útil únicamente en el análisis de masas de aire y aunque no conserva las áreas con relación al diagrama ($\alpha, -p$) es mejor que los otros para identificar masas de aire.

Frentes

La línea de intersección de la superficie de separación de las masas de aire con otra superficie o con el suelo se denomina "frente". La superficie de separación recibe el nombre de "superficie frontal". Puesto que existen masas de aire con características diferentes, también existen los frentes que las separan. Hay frentes semipermanentes entre las regiones de origen de las diferentes masas de aire como el frente Polar entre el aire Polar y el aire Tropical y también frentes que están asociados con las masas de aire que se mueven con los sistemas de presión. Un frente es esencialmente una discontinuidad o -- más correctamente una zona de transición de alguna propiedad de las masas de aire. Puede considerarse que estas zonas sean una línea al tener en cuenta la escala sinóptica. Cuando el -- movimiento del frente es tal que el aire cálido reemplaza al aire frío cuando el frente pasa por aquel punto, se llama un "frente cálido". Si el aire frío reemplaza al aire cálido, se le denomina "frente frío". Consideremos un frente en la dirección Este-Oeste (eje x) con la superficie frontal inclinada hacia el Norte y formando un ángulo ' θ ' con el plano xy (fig 12) indicaremos la masa de aire más densa (fría) con el subíndice 1 y la más ligera (cálida) con el subíndice 2. La pendiente de la superficie frontal viene dada por la expresión:

$$\frac{dz}{dy} = \operatorname{tg} \theta = \frac{1}{g} \frac{\left(\frac{\partial p_1}{\partial y} - \frac{\partial p_2}{\partial y} \right)}{(\rho_1 - \rho_2)} \quad (42)$$

Si suponemos que los vientos son geostroficados y si u_1 y u_2 son las componentes del viento geostrofico-paralelo al frente entonces:

$$\operatorname{tg} \theta = \frac{2\Omega \operatorname{sen} \theta}{g} \frac{(T_1 u_2 - T_2 u_1)}{(T_2 - T_1)} \approx \frac{f \bar{T}}{g} \frac{(u_2 - u_1)}{(T_2 - T_1)} \quad (43)$$

Debe advertirse que la expresión anterior para la pendiente de la superficie frontal no puede aplicarse en aquellos casos en que se presentan un movimiento vertical vigoroso en las proximidades del frente que hace que no sea válida la hipótesis geostrofica. También debe de adver

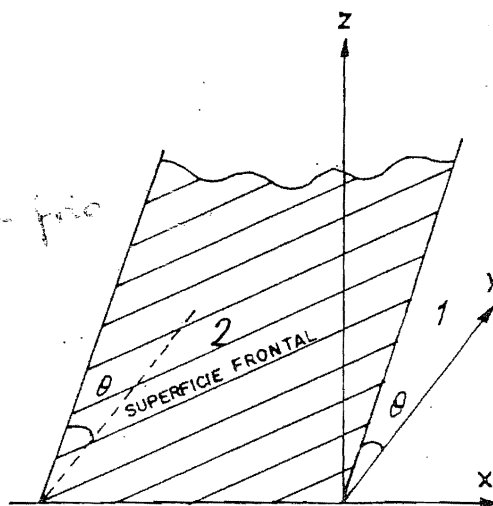


Fig 12

También debe de adver

tirse que cuanto mayor sea el contraste de temperatura entre las dos masas de aire, más pequeña es la pendiente de equilibrio -- del centro. Por otra parte, cuanto mayor sea la cizalladura a través del frente, mayor será la pendiente. La pendiente de los frentes varia de $1/50$ a $1/200$.

Meteorología Tropical

La meteorología tropical no es una rama completamente nueva y diferente de la meteorología. Solamente es un grupo de problemas peculiares de las latitudes bajas, especialmente en la región comprendida entre el Ecuador y la línea de separación entre "los oestes" de la troposfera media en las latitudes medias y los "estes" de las latitudes bajas. Todos los aspectos teóricos discutidos hasta ahora son importantes y necesarios -- también para el estudio de la atmósfera trópic. Mencionaremos brevemente las diferencias más importantes con referencia a la meteorología teórica entre las bajas y las altas latitudes.

La primera y más importante es la relación entre el viento y la presión en las latitudes bajas. En dichas latitudes tanto el parámetro de Coriolis como el gradiente de presión son pequeños excepto en el campo de los vientos de el monzón de bajo nivel y de las tormentas. En esta región es más difícil el establecimiento del equilibrio geostrófico o del gradiente. Así, en las latitudes muy bajas, los vientos tienen que ser medidos directamente y no pueden ser deducidos con exactitud a partir del campo de la presión excepto en las regiones con gradiente de presión grande.

El segundo aspecto que debe notarse es que la magnitud -- de la variación diurna de la presión, temperatura, etc. es grande y comparable con los cambios asociados con los sistemas sinópticos, al contrario que en las latitudes medias, por ello, en los trópicos, se estudian los cambios de presión, etc. en 24 horas en lugar de las tendencias de 3 o 6 horas principalmente para evitar los efectos de la radiación diurna.

La precipitación en los trópicos es en su mayor parte convectiva y tiene su propia variación diurna. Puesto que los -- gradientes de presión y los sistemas sinópticos son débiles, -- excepto en las tormentas tropicales, es necesario utilizar técnicas especiales de análisis, como secciones verticales cronológicas, para estudiar y localizar las áreas convectivas. Puesto que en los trópicos predominan fenómenos de escala más pequeña, son también deseables redes de observación más densas, tipos especiales de observaciones y métodos diferentes de transmisión.

La cuarta característica interesante de la meteorología tropical son las tormentas tropicales (huracanes) que se originan sobre los océanos y se mueven hacia las latitudes medias. Puesto que estas tormentas se originan y permanecen la mayor parte de su ciclo evolutivo sobre el mar, nuestro conocimiento de ellas ha sido fragmentario hasta que se han realizado estudios detallados con la ayuda, en especial del radar, los vuelos de reconocimiento meteorológicos y los satélites meteorológicos. A continuación daremos algunas características importantes de la dinámica y termodinámica de las tormentas tropicales.

A partir del principio de la conservación del momento cinético, las ecuaciones de la variación del viento con la distan-

cia al centro de una tormenta pueden escribirse:

$$v_{\theta} r + \frac{f r^2}{2} = \text{constante (44)}; \quad \frac{v_r}{r} + \frac{v_{\theta}}{r} = 0 \quad (45)$$

Donde v_{θ} es la componente tangencial del viento, v_r es la componente radial y r es la distancia al centro. La ecuación (44) exigiría que v_{θ} se haga infinita para $r=0$. Puesto que ello no tiene sentido físico, se ha propuesto que la relación sea: $v_{\theta}/r = \text{constante (46)}$ en la zona central de la tormenta. En algunos tifones se cumple la relación $v_{\theta} r = \text{constante (47)}$

También se han propuesto relaciones empíricas de las formas $v_{\theta} r^x = \text{constante}$.

Toda la convergencia asociada con las tormentas en superficie está confinada dentro de una 100 millas del centro y se supone valores muy altos (10^{-4}) para un radio de 60 millas del centro. A una distancia mayor de 100 millas hay divergencia y descenso.

Entre las características termodinámicas más importantes de las tormentas tropicales está el hecho de que "dentro del área de lluvias," la distribución vertical de temperatura es la misma que se obtendría elevando una partícula de aire según la adiabática seca desde la superficie hasta el nivel de condensación y después la adiabática húmeda hasta los 300 mb aproximadamente.

La descripción que tenemos de una tormenta tropical desde el punto de vista de la energía es que, cerca de la superficie, el aire converge hacia presiones más bajas y gana calor mientras sufre una expansión aproximadamente isotérmica. El aire asciende liberando el calor latente de condensación. Así el aire más próximo al centro es más caliente y la distancia entre las superficies isobáricas más grande. Puede verse que la fuerza del gradiente de presión dirigida hacia el centro disminuye por la altura y finalmente se invierte en el nivel de 300 mb aproximadamente. Así, el aire que se mueve hacia arriba cerca del centro empezará a acelerarse hacia fuera en la troposfera superior. Esto originará un flujo hacia afuera de la tormenta. Es interesante advertir que una fracción muy pequeña de la energía liberada por el calor latente será suficiente para mantener las tormentas y el resto es arrastrado afuera por los vientos a las diferentes partes del globo.

Otro aspecto de la meteorología tropical que merece atención es la representatividad de las observaciones tropicales. Los efectos locales, que pueden ser permanentes (como la orografía la proximidad al mar etc) o de naturaleza temporal (como la ocurrencia de una tormenta local etc) pueden hacer -- que muchas observaciones meteorológicas en superficie no sean representativas a los efectos de análisis sinópticos en gran escala. Una análisis en una región tropical deberá dar un peso apropiado a los fenómenos meteorológicos (pasados y presentes) en una estación teniendo en cuenta muchos factores. Las indicaciones anteriores deben tenerse en cuenta junto con el hecho de que las variaciones diurnas son grandes en comparación con los cambios sinópticos. Se espera que estos aspectos sean la guía en la realización de ejercicios de meteorología sinóptica.

6.- Si el viento es de 30 kts, hallar el valor de 'r' que a 30°N hace que la fuerza centrífuga (V^2/r) sea el 10% de la fuerza de Coriolis (fV).

$$0.1 \times 2 \Omega \sin \theta = V^2/r; r = \frac{V^2}{0.2 \Omega \sin 30^\circ} = \frac{30 \times 0.5145 \times 10^2}{0.7292 \times 10^{-5}} = 2.114 \times 10^8 \text{ cm} =$$

$$r = \underline{\underline{2114 \text{ km}}}$$

7.- Calcular, en nudos, el viento del gradiente para el flujo ciclónico con los siguientes datos: densidad del aire $1 \times 10^{-3} \text{ gm/c.c.}$; latitud $\theta = 20^\circ \text{N}$; distancia entre dos isobaras consecutivas a intervalo de 4 mb = 450 km y radio de curvatura = 400 km.

Para el flujo ciclónico es:

$$v_{gr} = -\frac{fr}{2} + \sqrt{\frac{f^2 r^2}{4} + \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}} = -\frac{2 \times 7.292 \times 10^{-5} \times \sin 20^\circ \times 4 \times 10^7}{2} +$$

$$+ \sqrt{\left[\frac{2 \times 7.292 \times 10^{-5} \times \sin 20^\circ \times 4 \times 10^7}{2} \right]^2 + \frac{4 \times 10^7 \times 4 \times 10^3}{10^{-3} \times 4.5 \times 10^7}} =$$

$$= -9.976 \times 10^2 + \sqrt{(9.9540 + 35.56 \times 10^5)} = -9.976 \times 10^2 + 2.133 \times 10^3 =$$

$$= \underline{\underline{1.135 \times 10^3 \text{ cm/s} = 11.35 \text{ m/s} = 11.35 \times 1.944 = 22.09 \text{ kts} = 22 \text{ kts}}}$$

8.- A y B son dos observatorios separados por una distancia de 100 km y en la misma latitud. B está al este de A. Los vientos observados en A y B son ambos del Oeste y, respectivamente, de 40 kts y 35 kts. Calcular la divergencia de la velocidad entre estas dos observatorios.

$$\text{Div}_H \vec{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = \frac{u_B - u_A}{x_B - x_A} + 0 = \frac{(35-40) \times 0.5145 \times 10^2}{100 \times 10^5} =$$

$$= - \underline{\underline{2.572 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}}} \text{ (convergencia)}$$

Nota.- Debe advertirse que un error de 1 kt en la diferencia de velocidades implica un error de $0.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ en la divergencia. Un error de 5 kt o mayor podría incluso cambiar el signo de la divergencia. Ordinariamente no se determinan las velocidades del viento con una exactitud suficiente como para permitir la determinación de la divergencia por este método con un grado razonable de confianza.

9.- Calcular el cambio de la presión en superficie que tendría lugar en un periodo de 3 horas a causa de una divergencia media de $1 \times 10^{-3} \text{ gm/c.c.}$ en una columna de aire de 1 km de espesor vertical y densidad $1 \times 10^{-3} \text{ gr/c.c.}$ Se supone despreciables los gradientes horizontales de densidad y la presencia de divergencia en otras capas de la atmósfera.

La ecuación de la tendencia se reduce a:

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \frac{\Delta p}{\Delta t} = -g \rho \overline{\text{div}_H \vec{V} \Delta z} \text{ puesto que } \frac{\partial p}{\partial x} = \frac{\partial p}{\partial y} = 0 \text{ y } (\rho_w)_0 = 0 \text{ en la superficie}$$

$\Delta p = -g \rho \overline{\text{div}_H \vec{V} \Delta z} = -980 \times 1 \times 10^{-3} \times 10^{-5} \times 10^5 \times 3 \times 60 \times 60 = \underline{\underline{10.6 \text{ mb}}}$
 Adviertase que la divergencia normalmente asociada con un sistema sinóptico activo y que se extiende en una delgada capa de 1 km de espesor debe provocar un cambio muy grande en la presión en superficie (10 mb en 3 horas). Puesto que en la realidad los cambios de presión observados son mucho más pequeños, se llega a la conclusión de que en la atmósfera deben estar presentes simultáneamente capas de convergencia y divergencia casi de igual magnitud separadas por ~~niveles~~ por niveles con divergencia nula ("no divergentes") Hay así una compensación vertical de la divergencia como fue sugerido primeramente por Dines).

P A R T E T E R C E R A

PROBLEMAS CON SUS RESULTADOS

1.- A partir de los siguientes datos calcular el gradiente de presión en unidades GS: (i) distancia perpendicular entre dos isobaras consecutivas a intervalos de 2 mb y $\phi = 20^\circ\text{N}$ es - decir Km. (ii) la distancia normal entre dos isobaras consecutivas a intervalos de 5 mb es de 7,3 cm cuando se mide en un mapa meteorológico de escala 1:10⁷. R: (i) 2×10^{-4} /cm (ii) 1,67/cm

2.- Dos isobaras paralelas, al nivel medio del mar, están dirigidas de Oeste a Este. La isobara situada al Norte tiene un valor de 1004 mb y la del Sur de 1008 mb. Calcular la fuerza del gradiente de presión si la distancia normal entre las isobaras es de 200 Km. Densidad del aire 1.2×10^{-3} g/cc. R: $0,87$ dinas 0.167 Din

3.- Determinar las dimensiones de los términos $\frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta n}$ y $\frac{\Delta Y}{\Delta n}$
R: LT⁻²; LT⁻².

4.- Calcular el gradiente, en una topografía isobárica, en cm/sg², a partir de los siguientes datos: (i) se dibujan dos isohipsas consecutivas a intervalos de 40 mgp y hay una distancia normal de 2 cm sobre un mapa de escala 1:10⁷. (ii) la distancia normal entre dos isobaras consecutivas a intervalos de 80 mgp es de 1,5 cm sobre un mapa de escala 1:10⁷ ---- (indicación: para obtener la distancia real entre dos isohipsas consecutivas multiplicar la distancia sobre el mapa por el factor de escala). R: (i) 0.196×10^{-3} cm/s²; (ii) $0,523$ cm/s²

5.- Calcular la fuerza de Coriolis que actúa sobre un gramo de aire cuando hay: (i) a 200 mb y 20°N un viento del W de 20-kt; (ii) a 700 mb y 10°N un viento del E de 15 kt. R: (i) 0.005128 dinas; (ii) 0.01953 dinas.

6.- Un gramo de aire se mueve paralelamente a la superficie terrestre, en la latitud de 60°N y hacia el NE con una velocidad de 25 kt. Cual es la fuerza de Coriolis y en que dirección actúa?. R: 0.1621 dinas \nearrow SE.

7.- Calcular el viento geostrofico en kt a partir de los siguientes datos: (i) $\phi = 30^\circ\text{N}$; distancia normal entre las isobaras a intervalos de 5 mb 350 Km; (ii) $\phi = 10^\circ\text{N}$; distancia normal entre las isobaras a intervalos de 5 mb 500 Km. Densidad del aire 1×10^{-3} g/c.c. R: (i) 38kt; 77kt.

8.- Construir una escala de vientos geostroficos para usar en un mapa a nivel medio del mar a 60°N y con isobaras de intervalos de 4 mb. El mapa tiene escala 1:10⁷ y se supone una densidad del aire de 1.225×10^{-3} g/c.c. R: $V_g = 10\text{kt}$, $\Delta n = 5.0$ cm; --- $V_g = 50$ kt, $\Delta n = 1,0$ cm; $V_g = 100\text{kt}$, $\Delta n = 0.5$ cm.

9.- Calcular la distancia en Km entre dos isohipsas consecutivas, dibujadas a intervalos de 40 mgp correspondientes a los siguientes vientos geostroficos en los que se da, respectivamente la latitud y la velocidad en kt: (i) 70°N y 20kt; (ii) 40°N y 55kt; (iii) 20°N y 25kt. (indicación: la velocidad del-

viento geostrofico es: $V_g = \frac{1}{f} \left(\frac{\partial \chi}{\partial x} \right) = \frac{1}{f} \left(\frac{\partial \chi}{\partial u} \right)$; $\Delta \chi = 40 \text{ mgp} = 40 \times 9.8 \text{ m}^2/\text{s}^2$. El valor de V_g dado en kt debe tambien convertirse en m/s. El valor de 'f' puede ser calculado o tomado en las tablas meteorologicas. Los valores de Δn pueden ser obtenidos en metros - que pueden convertirse en Km) R: (i) 288,2 Km; (ii) 147.9 Km y - (iii) 612 Km.

10.- Construir una escala de vientos geostroficos para usarla en un mapa de una topografia isobarica con isogipas a intervalos de 40 mgp, en la latitud 45°N y cuya escala sea 1:10. Hacer el calculo para valores de V_g entre 10 y 100 kt. R: Se dan $(V_g / \Delta n)$ (kt/cm) (10/7.4) (20/3.7) (100/0.74).

→ 11.- Construir una escala de recorrido de viento geostrofico en 24 horas (Km) para usarla a 30°N con isobaras dibujadas a intervalos de 4 mb y suponiendo una densidad del aire de $1 \times 10^{-3} \text{ g/c.c}$. El espaciado de las isobaras debe expresarse en grados de latitud. (indicación: $V_g = \frac{1}{f} \frac{\partial \chi}{\partial x}$; desplazamiento en 24 horas = $V_g \times 24 \times 60 \times x$.) R: $\Delta x = 15^\circ$ latitud D (24 horas) = 284.4 Km; $\Delta x = 5^\circ$ latitud - D = 853.4 Km; y $\Delta x = 1^\circ$ latitud; D = 4267 Km.

→ 12.- Calcular la pendiente de una superficie isobarica, en m/10Km, en una direccion perpendicular a las isohipsas de la superficie isobarica, cuando se ha observado un viento geostrofico de 100 kt a 30°N sobre dicha superficie isobarica. R: 3.83 m/10Km.

~~13.~~ A 50°N , el viento geostrofico es de 35 kt en un nivel en donde la densidad del aire es $1.0 \times 10^{-3} \text{ g/c.c}$. Al calcular el gradiente horizontal de presi3n en mb/Km. R: 0.02624 mb/Km.

→ 14.- Si el viento geostrofico es de $270^\circ/35 \text{ kt}$ a 45°N , calcular la pendiente de la superficie isobarica correspondiente en una direccion perpendicular a las isohipsas. R: 1.9 m/10Km

15.- Dos estaciones aerologicas estan separadas por una distancia de 300 Km a 45°N y la linea que las une es perpendicular a las isohipsas. Hallar con que exactitud debe calcularse la diferencia de altura entre las dos estaciones para poder calcular el viento geostrofico con una exactitud de 1 kt. R: 1.5 mgp

→ ~~16.~~ A partir de los siguientes datos : 900m, $150^\circ/20 \text{ kt}$; 1500m $170^\circ/20 \text{ kt}$; 2100m, $210^\circ/25 \text{ kt}$; 2700m $360^\circ/15 \text{ kt}$; 3000m, $300^\circ/20 \text{ kt}$; en que se da la altura y el viento correspondiente, determinar la cizalladura vertical del viento en kt/Km entre los niveles consecutivos (900-1500m, 1500-2100m, ... etc) A partir de las cizalladuras del viento obtenidas discutir la orientacion de las isothermas medias entre los niveles consecutivos dibujando los diagramas correspondientes. R: 900-1500m, $250^\circ/7 \text{ kt}$; 1500-2100m, $253^\circ/16 \text{ kt}$; 2100-2700m, $0.19^\circ/39 \text{ kt}$; 2700-3000m, $254^\circ/18 \text{ kt}$.

17.- Sobre una estacion a 25°N , se observa un viento del Este de 20 kt a 300 mb (9.0 Km) y un viento del Este de 60 kt a 200mb (12.0Km). Suponiendo que los vientos geostroficos, $g = 980.6 \text{ cm/s}^2$ y que la temperatura media del aire en la columna es -40°C , calcular el gradiente horizontal de temperatura en la capa 300-200 mb, en grados $^\circ \text{C}/100 \text{ Km}$. R: $1003^\circ \text{C}/100 \text{ Km}$ creciendo de S a N.

18.- En una estación situada a 50°N , se ha observado que un viento del W de 50 kt a 3 Km gira con la altura hasta convertirse en un viento del SE de 50 kt a 3.2 Km. Si la temperatura media en la capa es de -28°C . y si los vientos se suponen geostroficados, calcular, en ~~grados~~ $^{\circ}\text{C}/100\text{Km}$ el gradiente horizontal medio de temperatura en la capa y la orientación de las isotermas en dicha capa. (indicación: $\frac{\Delta V_g}{\Delta z} = -\frac{g}{fV} \left(\frac{\Delta T}{\Delta n} \right)_p$. V_g puede obtenerse gráficamente como $(V_{7.2} - V_{6.0})$. ó tomando la diferencia $(u_{7.2} - u_{6.0})$, $(v_{7.2} - v_{6.0})$ y componiéndolo con la ayuda de una escala especialmente construida para obtener la diferencia vectorial en forma directa. Tomar $g=980.6 \text{ cm/s}^2$. El resto del cálculo es el mismo que para el problema 17]. R: $4.574^{\circ}\text{C}/100\text{Km}$, SSE a NNW.

19.- Calcular el gradiente horizontal medio de temperatura en la capa de 3.0 a 6.0 Km y deducir la orientación de las isotermas sobre una estación a 30°N , dando: (i) la temperatura media de la capa es de -17°C , y (ii) se ha observado un viento del N de 15 kt a 3 Km y un viento del E de 20 kt a 6 Km. Se supone $g=980.6 \text{ cm/s}^2$ y que los vientos son geostroficados. R: $0.8^{\circ}\text{C}/100\text{Km}$ las isotermas de la capa están orientadas aproximadamente de SE a NW formando un ángulo de 127° con el Norte.

20.- A partir de los resultados de los problemas 18 y 19, hallar si los vientos en las capas consideradas soplan de una región de baja temperatura a otra de alta temperatura o al revés. Explicarlo con ayuda de diagrama.

21.- El viento geostrofico a 700 mb sobre una estación es $290^{\circ}/30\text{kt}$ y el viento térmico entre 700 mb y 500 mb es $220^{\circ}/25\text{kt}$. Hallar la dirección y velocidad del viento geostrofico a 500 mb. R: $0.79^{\circ}/45\text{kt}$.

22.- El viento geostrofico a 1.000 mb es $340^{\circ}/25\text{kt}$. Hallar la dirección y velocidad del viento geostrofico a 500 mb si el viento térmico entre 1.000 mb y 500 mb es $270^{\circ}/45\text{kt}$. R: $114^{\circ}/58\text{kt}$.

23.- El viento geostrofico a 1.000 mb es $180^{\circ}/15\text{kt}$ y el viento térmico entre 1.000 mb y 500 mb es $140^{\circ}/35\text{kt}$. Hallar la dirección y velocidad del viento geostrofico a 500 mb. R: $123^{\circ}/44\text{kt}$

24.- Demostrar que el viento del gradiente V_{gr} está relacionado con el viento geostrofico V_g por la ecuación:

$$V_{gr} = \frac{r}{2} \left[-1 + \sqrt{1 + \frac{4V_g^2}{r^2}} \right]$$
 Donde 'r' es el radio de curvatura de la trayectoria (o de las líneas de corrientes estacionarias) que es positivo para la curvatura ciclónica y negativo para la curvatura anticiclónica.

25.- Para un viento de 30 kt, calcular el valor de 'r' que hace que (V^2/r) sea el 10% del término de Coriolis (fV) a 45°N y 60°N . R: 1.496 Km, 1221 Km.

26.- Calcular el viento del gradiente en kts para el flujo ciclónico a partir de los siguientes datos, suponiendo la densidad del aire igual a 1gm/cm^3 : (i) $\theta = 40^{\circ}\text{N}$; $\Delta p = 4\text{mb}$; $\Delta n = 180\text{Km}$; $r = 600\text{Km}$. (ii) $\theta = 60^{\circ}\text{N}$; $\Delta p = 4\text{mb}$; $\Delta n = 250\text{Km}$; $r = 800\text{Km}$. R: (i) 35kt (ii) 22kt

27.- Calcular el viento del gradiente en kts para el flujo anticiclónico a partir de los siguientes datos, densidad del aire 1gr/cm^3 : (i) $\phi=45^\circ\text{N}$; $\Delta p=4\text{mb}$; $\Delta n=350\text{Km}$; $r=750\text{Km}$. (ii) $\phi=20^\circ\text{N}$; $\Delta p=4\text{mb}$; $\Delta n=775\text{Km}$; $r=1000\text{Km}$. R: (i) 26kt; (ii) 28kt.

→ 28.- Calcular el viento del gradiente en kts a partir de los siguientes datos: (i) $\phi=30^\circ\text{N}$; $\Delta z=40\text{m}$; $\Delta n=175\text{Km}$; $r=1000\text{Km}$ (ciclónico). (ii) $\phi=60^\circ\text{N}$; $\Delta z=40\text{m}$; $\Delta n=250\text{Km}$; $r=1500\text{Km}$ (anticiclónico). (Indicación: siguiendo el mismo método que en los problemas 26 y 27 sustituyendo $\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial p}{\partial r} \right)_2$ por $\left(\frac{\partial v}{\partial r} \right)$. R: (i) 29kt; (ii) 26kt.

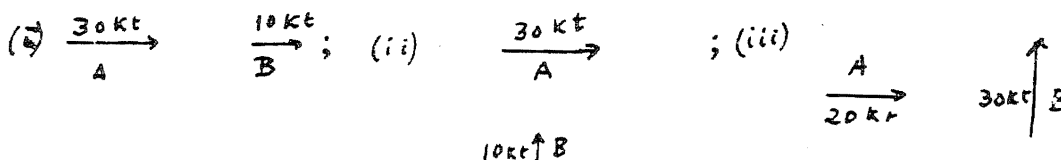
→ 29.- En una depresión estacionaria a 500 mb, situada aproximadamente a 50°N , las isohipsas consecutivas dibujadas a intervalos de 40 mgp distan entre sí 1° de latitud en dicho punto. Si el radio de curvatura de las isohipsas es 3° de latitud en dicho punto, calcular los vientos geostrofico y del gradiente en referidos puntos. (Indicación: convertir los espaciados de las isohipsas y radio de curvaturas dados en grados de latitud en las unidades de longitud apropiada). R: $V_g=57\text{kt}$; $V_{gr}=39\text{kt}$.

30.- Una borrasca tiene su centro a 8°N de latitud. Se ha observado un viento de 50 kt a 100 Km del centro de la borrasca. Suponiendo que en este caso es válido el equilibrio ciclostrófico y que la densidad del aire es $1 \times 10^{-3}\text{ gm/c.c.}$, Calcular la distancia (en Km) entre dos isobaras consecutivas dibujadas a intervalos de 4 mb en el punto en que se observó el viento citado anteriormente. R: 60.54 Km .

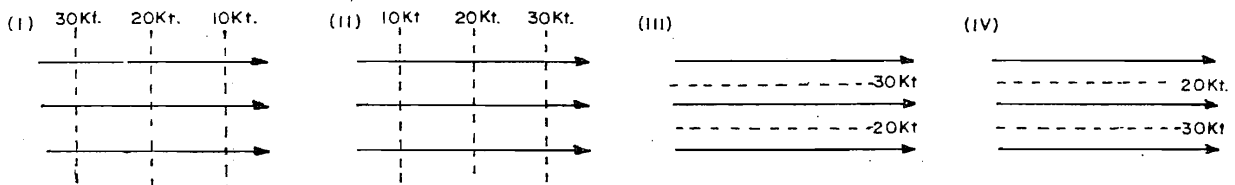
31.- Demostrar que en el caso particular del problema 30, esta justificada la suposición de que los vientos sean ciclostróficos más bien que del gradiente. Discutir lo que ocurriría con este equilibrio cuando la borrasca se mueve hacia latitudes más altas sin cambiar el gradiente de presión. (Indicación: la diferencia entre el viento del gradiente y el viento geostrofico -- procede del término del Coriolis. Demostrar por cálculo que el término de Coriolis en este caso particular es pequeño comparado con el término de la fuerza centrífuga).

32.- Demostrar que la divergencia de la velocidad horizontal es igual a $\frac{1}{A} \frac{dA}{dt}$ donde A es el área que ocupan las partículas de aire. (Nota: en el instante $t=0$; considerese un área $A = dx\ dy$. Después de un pequeño incremento de tiempo Δt , las partículas de aire que ocupaban el área (PQRS) se habrán movido ocupando el área (P'Q'R'S'). $P'Q' = R'S' = (dx + \frac{\partial u}{\partial x} dx\ \Delta t)$. Obtener una expresión análoga para Q'R' y determinar la nueva área A' y por consiguiente el cambio de área ΔA .)

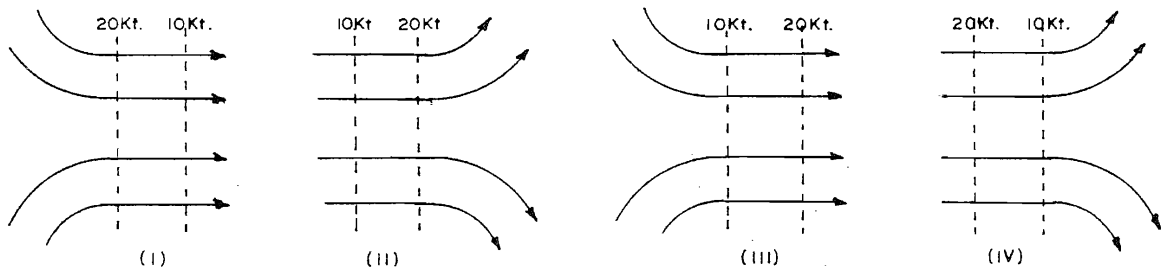
33.- En los diagramas dados a continuación, determinar si son casos de convergencia o divergencia entre las estaciones A y B. Explicarlo claramente.



34.- A partir de las siguientes distribuciones de líneas de corrientes de isotacas deducir a qué casos corresponde convergencia o divergencia y cuales de ellos son casos dudosos. Explicar las razones de dicha clasificación.



35.- Discutir las siguientes distribuciones de líneas de corrientes de isotacas con referencia a la convergencia y divergencia asociada en cada una.



36.- Cuando un retículo del tipo dado a continuación se coloca en un punto p sobre un mapa analizado en las componente u y v resultan los valores indicados en las figuras



Calcular la divergencia en dicho punto. R: $1.208 \times 10^{-5} s^{-1}$

37.- En una situación sinóptica, se ha observado que hay una convergencia media de la velocidad horizontal de $1 \times 10^{-5} s^{-1}$ desde la superficie hasta una altura de 5.0 Km y una divergencia de la velocidad horizontal de $0.5 \times 10^{-5} s^{-1}$ desde 5.0 Km hasta 9.0 Km. Calcular la magnitud y dirección de las velocidades verticales en los niveles 5.0 Km y 9.0 Km. Suponer el aire incompresible y $w=0$ para $z=0$. (Indicación: Hacer uso de la relación

$$\frac{\partial w}{\partial z} = - \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right] \quad) \quad R: \quad w_{5.0Km} = 5cm/s; \quad w_{9.0Km} = 3cm/s$$

38.- Si las cuantías de la convergencia y de la divergencia en el problema 37 permanecen inalterables pero el primer nivel de no divergencia desciende desde 5.0 Km a 3.0 Km, hallar la velocidad vertical a 9.0 Km. R: $w_{9.0Km} = 0$

39.- Demostrar que la expresión $g \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \Delta z \Delta t$, tiene las dimensiones de una presión.

40.- En una depresión que se extiende hacia ^{ambos} 3.0 Km se ha observado una convergencia media de $0.6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ en un sector particular de la depresión. Si en este sector de la depresión se ha observado que la tendencia trihoraria de la presión es de -4.5 mb, calcular la divergencia media de la velocidad en la capa 3-9 Km suponiendo que: (i) el gradiente horizontal de densidad es despreciable (ii) las capas superiores a 9.0 Km no contribuyen a la divergencia total. (iii) la densidad media en la capa 0-3 Km es de $1.0 \times 10^{-3} \text{ g/c.c.}$ y la de la capa 3-9 Km es de $0.66 \times 10^{-3} \text{ g/c.c.}$ y (iv) $g=980 \text{ cm/s}^2$. R: $0.5619 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

41.- Hallar la pendiente de una superficie frontal situada a 45°N si $T_1=273^\circ \text{K}$, $u_1=20 \text{ kt}$, $T_2=280^\circ \text{K}$, $u_2=60 \text{ kt}$ y $g=980 \text{ cm/s}^2$
R: 1/120

42.- Discutir si la pendiente de una superficie frontal aumenta o disminuye cuando la diferencia de temperaturas entre las dos masas de aire aumenta y permanecen invariables las restantes condiciones. Tomar un ejemplo para ilustrar la contestación (indicación: tomar un conjunto de valores para u_1 , u_2 , ... etc y calcular la pendiente. Conservando todos los demás parámetros constantes y aumentando el valor de T_2 en algunos grados calcular de nuevo la pendiente. Dar la respuesta al problema basándose en estos dos valores)

43.- A una distancia de 100 Km del centro de una borrasca tropical situada a 15°N , la componente tangencial de la velocidad del viento (v_θ) es de 40 kt. Calcular la componente tangencial correspondiente a una distancia de 60 Km del centro. (indicación: hacer uso de la relación: $v_\theta r + \frac{fr^2}{2} = v_\theta' r' + \frac{fr'^2}{2} = \text{constante}$). R: 71 kt.

P A R T E C U A R T A

Otros problemas con soluciones

44.- Un proyectil de artillería que describe una trayectoria parabólica tiene ^{en el} punto más alto de la misma una velocidad de 300 m/s. Hallar el radio de curvatura en dicho punto. R: 9,2 Km

45.- En el punto A la presión al nivel del mar es de 980 mb y en el punto B de 975 mb. La distancia AB es de 260 Km. Hallar el valor medio de la componente horizontal del gradiente de presión entre A y B en mb/m; mb/100Km; y gr/c.c. R: $1,92 \times 10^{-5} \text{ mb/m}$
 0.196 gr/m^3 .

46.- Hallar el módulo del gradiente de presión horizontal, cuando al nivel del mar (densidad 1.2 gr/lit) el aire tiene una aceleración de 1 cm/s^2 . R: 0.12 mb/100 Km .

47.- En un tubo de Venturi calcular las velocidades en las secciones de diámetros a y b tales que $a/b=3$, cuando la diferencia de nivel en un manómetro de agua conectado a dichas secciones es de 2 cm. Aplicar el teorema de Bernouilli. Densidad del aire 1,2 gr/lit. R: 2.02 m/s; 18,18 m/s.

48.- En un observatorio de la Costa W el barómetro está instalado en una habitación de la planta baja que dá al W. Fuera, a la altura de la ventana, hay un viento del W con $v=20\text{m/s}$ (Densidad del aire $1,2\text{ gr/lit}$) Hallar la presión exterior al mismo nivel a partir de las lecturas del barómetro interior. R: $2,4\text{mb}$

49.- El agua de un molino se desliza por un canalillo de 20m de longitud y pendiente $1:10$. Hallar la velocidad en el extremo inferior del canal cuando en el extremo superior es de $0,5\text{m/s}$. R: $6,28\text{ m/s}$.

50.- Calcular la diferencia de presión entre dos puntos de un plano horizontal, uno en el eje de giro y otro en el borde externo, de una vasija cilíndrica de 20 cm de diámetro, cuando dicha vasija gira a $1,6\text{ r.p.s}$. Dibujar la forma de la superficie libre. R: $5\text{ mb}, (0,0) (1;0,05) (3;0,4) (5;1,27) (7;2,50) (10;5,10)$

51.- En un recipiente cilíndrico el agua sale ^{con} movimiento estacionario, por un orificio realizado en el centro de acuerdo con la ley $vr=v'r'$. Hallar la diferencia de altura en la superficie del agua entre $r=30\text{ cm}$ y $r=3\text{ cm}$, cuando la velocidad para $r=30\text{ cm}$ es de $v=10\text{ cm/s}$. R: 5 cm .

52.- De un anticiclón circular de 100 Km de diámetro sale el aire, entre el suelo y una altura de 1000 m , con una componente media de la velocidad radial de 1 m/s . Hallar la velocidad media de descenso del aire en esta región circular a una altura de 1000 m y el calentamiento de dicho aire en un día (supuesto adiabático). R: $4 \times 10^{-3}\text{ m/s}; 3,5^\circ\text{C/día}$.

53.- Con un viento del NNW tenemos (en un campo de viento bidimensional estacionario) en Hamburgo una distancia de 30 Km entre dos líneas de corrientes y en Berlín una distancia de 60 Km (entre las mismas líneas). Hallar la divergencia bidimensional entre ambas líneas de corriente cuando en Hamburgo la velocidad la velocidad del viento es de 10 m/s y en Berlín es de 5 m/s y cuando en los dos sitios es de 10 m/s . Hallar la velocidad vertical (ascenso o descenso) a una altura de 2000 m , y la variación de la temperatura en una hora, en el supuesto de movimiento adiabático y de que el mismo campo de divergencia se mantiene constante hasta los 2000 m y la relación de densidades del aire es de 1.1 y la distancia Hamburgo-Berlín es de 260 Km . R: $0; -3 \times 10^5\text{ m}^2/\text{s}; 0,056\text{ m/s}. 2^\circ\text{C/hora}$.

54.- Calcular el período de oscilación de una partícula de aire, entorno a la posición de equilibrio estable, que parte a 0°C con los siguientes gradientes del aire ambiente: $1,0; 0,8; -0,5; 0,0; -10,0; (^\circ\text{C}/100\text{m})$ Inf.

55.- Aplicando la fórmula de conservación del momento cinético $r.v=k$; hallar la fórmula de la variación de v con la latitud (radio de la Tierra $6,370\text{ Km}$). Se supone unas masas de aire en reposo sobre la Tierra en las latitudes $10^\circ; 30^\circ$ y 50° . Hallar el viento del W o del E que adquiera cuando estas masas de aire se desplazan 10° de latitud hacia el polo o hacia el ecuador. R: $(-14; +43) (-66; +99) (-105; +152)\text{ m/s}$

56.- Las velocidades respectivas en dirección E y W en un círculo de inercia son $u = fa \sin \phi$; $v = fa \cos \phi$, donde a es el radio, $f = 2\omega \sin \phi$ el parámetro de Coriolis. Hallar los radios y los periodos de los círculos de inercia correspondientes a las velocidades $c = 1,5$ y 20 m/s para las latitudes 10° , 30° y 50° . R: --
 10° (39,4; 197; (790) Km; 69 horas) 30° (13,7; 69; 275,24 horas) ----
 50° (9; 45; 180 Km; 15,7 horas)

57.- Hallar la componente horizontal de la aceleración de Coriolis para $\phi = 0^\circ$; 10° ; 45° ; y 90° para velocidades horizontales $c = 5, 10, 20$ y 40 m/s y la relación de las mismas con la gravedad. R: 0° (0:0:0:0) 10° (1,27; 2,54; 5,1; 10,2) 45° (5,2; 10,3; 20,6; 41,2; 5000) 90° (7,3; 14,6; 29,2; 58,4) $\times 10^{-4}$ m/s².

58.- En un lugar con $\phi = 53^\circ N$ se mide a 1000m un viento de 10 m/s. Hallar la componente horizontal del correspondiente gradiente de presión, en dirección y modulo (mb/100 Km) supuesto un viento geostrófico. Densidad del aire 1,1 gr/lit. R: -----
 1,278 mb/100 Km.

59.- Se tiene un mapa isobárico a 1000 m, sobre el nrm.m. y en él un ciclón estacionario, cuyas isobaras tiene un radio de 500 Km y un espaciado de 100 Km/mb. Hallar el viento del gradiente. Calcularlo también en el supuesto de que las mismas -- condiciones se trate de un anticiclón, $\phi = 53^\circ$; densidad del aire 1,1 gr/lit. R: 6,7 m/s; 8,79 m/s.

60.- A la latitud de 45° hallar la fuerza del rozamiento que actúa sobre 1 Kg de aire para un ángulo de desviación con relación a la isobara de 40° y para una velocidad de 10 m/s. R: -
 86,26 dinas.

61.- Dada la ecuación del viento geostrófico al nivel del mar $c = \frac{1}{f} \cdot \frac{dp}{dn} = \frac{k}{\sin \phi} \cdot \frac{dp}{dn}$ hallar el valor de k cuando: a) -----
 dp (mb); dn (Km); c (m/s); b) dp (4mb); dn (ϕ); c (kts). 1kts = 1m.N./h =
 = 1853 m/h y $1^\circ \phi = 10$ m.N. ~~km~~ y calcular k a 30° y 60° para $dp = 1$ mb
 $dn = 100$ Km en a) y $dn = 4^\circ \phi$ en b). R: a) $k = 57$; 11,5 m/s; 6,6 m/s; $k = 40$;
 20kt; 11,6 kts.

62.- Dada la ecuación del viento geostrófico en una topografía isobárica $c = \frac{g}{f} \cdot \frac{dz}{dn} = \frac{k'}{\sin \phi} \cdot \frac{dz}{dn}$, hallar el valor de k' cuando: a) dz (cm geodin), dn (cm), c (m/s); b) dz (60m. geodin), c (kts) ^{dn (ϕ)} y en este caso calcular el viento a 30° y 60° para $dn = 4^\circ \phi$. R: --
 $k' = 68840$; b) $k' = 72,20$; 36,1 kts; 19,2 kts.

63.- Dadas las ecuaciones del viento geostrófico obtenidas en los problemas anteriores, hallar: a) para el viento en superficie el valor de la latitud para el cual el viento en kts resulta de dividir 80 por dn en $^\circ \phi$. b) para el viento en altura el valor de la latitud en que el viento en kts resulta de dividir 100 por dn en $^\circ \phi$. c) la relación entre el viento en superficie y en altura para los mismos de dn y dz . R: 30° ; --
 46° ; 1,8.

64.- Sobre una isobara de radio de curvatura 500 Km, situada a 50°N y con un gradiente de presión de 1 mb/10 Km hallar; a) el viento del gradiente si se trata de una baja. b) el viento geostrofico. c) el viento del gradiente si se trata de una alta. Densidad del aire 1/800 gr/c.c. R: a) 148,4 Km/h; b) 258,6 Km/hora. c) imaginaria.

65.- Hallar el radio mínimo de curvatura que puede tener un anticiclón a 30°N con un gradiente de presión de 1 mb/100 Km, suponiendo una densidad del aire de 1/800 gr/c.c. R: 605 Km.

66.- Sobre la isobara de 20 Km de radio, en un anticiclón tropical a 20°N , con un gradiente de presión de 5 mb/Km, hallar a) el viento del gradiente; b) el viento geostrofico; c) el viento ciclométrico. Densidad del aire = 1/900 gr/d.c. R: a) 280 Km/hora; b) 31400 Km/hora; c) 344 Km/hora.

67.- Calcular la relación numérica existente entre el espesor (Z) de la capa 500/1000 mb (en metros geopotenciales) y la temperatura virtual media de dicha capa (en $^{\circ}\text{K}$). Hallar: a) la temperatura virtual media que corresponde a un espesor de 5520 m.g.p. en $^{\circ}\text{C}$. b) el incremento de temperatura que corresponde a un intervalo de 60 m.g.p. para las isohipsas. Constante del aire seco $R_d = 2.870 \times 10^6$ ergios/gramo $^{\circ}\text{C}$. R: $Z = 20.31 \bar{T}^*$; $\bar{T}^* = 0.04925Z$; a) -1°C . b) 3°C .

68.- Calcular la fórmula que liga la temperatura virtual media ($^{\circ}\text{K}$) y el incremento de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) para un intervalo de 60 m.g.p. entre las isohipsas que corresponde a los siguientes espesores 700/1000 mb, 300/700 mb y 500/200 mb. R: $\bar{T}^*_{7/10} = 0.098Z_{7/10}; 6^{\circ}\text{C}$; $\bar{T}^*_{3/7} = 0.041Z; 2.5^{\circ}\text{C}$; $\bar{T}^*_{2/5} = 0.038Z; 2.3^{\circ}\text{C}$

NOTAS TECNICAS PUBLICADAS POR EL CENTRO DE ANALISIS
Y PREDICCIÓN DEL S.M.N.

- Nº 1.- PRINCIPIOS ELEMENTALES DE LA PREDICCIÓN DEL TIEMPO.
- Nº 2.- ANALISIS ISOBARICO E ISALOBARICO
- Nº 3.- MOVIMIENTO HORIZONTALES DE LA ATMOSFERA: CIRCULACION GENERAL.
- Nº 4.- DISCONTINUIDADES EN LA ATMOSFERA
- Nº 5.- MASAS DE AIRE
- Nº 6.- APROXIMACION SINOPTICA DEL MECANISMO DE DISPARO DE LA LINEA DE TURBONADA PREFRONTALES Y PREDICCIÓN DE LAS VARIACIONES METEOROLOGICAS EN SUPERFICIE.
- Nº 7.- TECNICAS DE ANALISIS Y PREDICCIÓN
- Nº 8.- INSOLACION Y RADIACION
- Nº 9.- RESUMEN DE LOS PRINCIPIOS BASICOS PARA LA RADIACION DE INFORMES TECNICOS.
- Nº 10.- VIENTOS Y TOPOGRAFIAS; METODOS DE ANALISIS
- Nº 11.- NOTAS SOBRE PREDICCIÓN NUMERICA
- Nº 12.- GLOSARIOS DE TERMINOS PARA LAS PREDICCIÓNES METEOROLOGICAS.
- Nº 13.- NOTAS DE METEOROLOGIA SINOPTICA.
- Nº 14.- PREDICCIÓN DEL ESTADO DE LA MAR
- Nº 15.- PROBLEMAS NO RESUELTOS SOBRE TIEMPO Y CLIMA. PERSPECTIVAS DE CONTROL Y LA PREDICCIÓN DEL TIEMPO.
- Nº 16.- BIOMETEOROLOGIA.
- Nº 17.- INFORME DEL CURSO DE METEOROLOGOS 1.964.
- Nº 18.- UN EJERCICIO DE PREDICCIÓN NUMERICA SOBRE LA TOPOGRAFIA DE 500 mb.
- Nº 19.- GUIA PROVISIONAL PARA LA PREPARACION DE MAPAS Y DIAGRAMAS DE METEOROLOGIA SINOPTICA.
- Nº 20.- DESCRIPCION DE ALGUNOS METODOS DE PREDICCIÓN DEL TIEMPO A LARGO PLAZO.
- Nº 21.- LA LLUVIA MEDIA DE LA ESPAÑA PENINSULAR EN EL PERIODO 1.931-60.